جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و چهار ، زمستان ۱۳۹٦

صص ٤٠- ۲۳

DOI: 10.22067/geo.v6i4.62503

بررسی تأثیر زمین‌لرزه گُشت بر سامانه گسلی سراوان با استفاده از مدل انتقال تنش کولمب

امیرپیروز کلاهی‌آذر- استادیار زمین‌ساخت، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

غلامرضا مقامی مقیم[1] - استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۲۲ تاریخ تصویب: ۱۳۹٦/۷/۱۲

چکیده

زمین‌لرزهٔ گُشت در ۲۷ فروردین ۱۳۹۲ مناطقی از جنوب شرق ایران، جنوب افغانستان و غرب پاکستان را لرزاند. با توجه به انطباق کانون سطحی این زمین‌لرزه با منطقه‌ای کم‌جمعیت، میزان خسارات جانی و مالی آن بسیار اندک بود. بااین‌وجود به دلیل قدرت زیاد (۷/۷ ریشتر) و عمق کانونی ژرف این زمین‌لرزه در برخی از سرزمین‌های دور مانند هند و کشورهای حاشیه جنوبی خلیج‌فارس حس شده است. نکتهٔ قابل‌توجه، وقوع این زمین‌لرزه در زیرسامانهٔ گسلی سراوان و امکان تأثیرپذیری آن از رخداد مذکور است. در این تحقیق، میزان این تأثیرپذیری موردبررسی قرارگرفته است. ازاین‌رو تغییرات تنش هم‌لرزه‌ای ناشی از زمین‌لرزهٔ مذکور به روش مدل انتقال تنش کولمب محاسبه شد. نتایج به‌دست‌آمده مؤید تأثیرپذیری سامانهٔ گسلی سراوان از زمین‌لرزه موردنظر بوده است. درعین‌حال پراکنش فعالیت‌های پس‌لرزه‌ای در نواحی افزایش تنش هم‌لرزه‌ای، بیانگر اعتبار روش مورداستفاده برای ارزیابی و شناسایی مناطق پرخطر لرزه‌ای است. با توجه به شرایط خاص مناطق آسیب‌دیده از زمین‌لرزه اصلی (به‌ویژه ساختمان‌های سست شده در اثر آن)، فعالیت‌های پس‌لرزه‌ای به‌مراتب می‌توانند مخرّب تر از زمین‌لرزه اصلی باشند. لذا تشخیص مناطق پرخطر فعالیت‌های پس‌لرزه‌ای می‌تواند نقش بسزایی در کاهش و کنترل صدمات ناشی از آن‌ها داشته باشد.

کلیدواژه‌ها: تغییر تنش کولمب، تنش هم‌لرزه‌ای، توزیع پس‌لرزه‌ها، مکران، مخاطرات طبیعی.

---

۱ نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۵۳۷۲۱۲٤٦ Email: gh.maghami @du.ac.ir

۱. مقدّمه

زمین‌لرزه یکی از پر تلفات‌ترین مخاطرات طبیعی محسوب می‌شود که همه‌ساله جان هزاران انسان را گرفته و خسارات مالی گسترده‌ای را برای جوامع بشری تحمیل نموده است. کشور ایران به دلیل واقع‌شدن آن در کمربند لرزه‌خیز آلپ– هیمالیا تحت تأثیر این پدیده است. زمین‌لرزه‌ها بیشتر نواحی ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند و در طول تاریخ نیز از زمین‌لرزه به عنوان عاملی مهم برای مرگ‌های دسته‌جمعی یادشده است. خسارات ناشی از زمین‌لرزه‌ها فقط به زلزلهٔ اصلی محدود نمی‌شود و گاهی پس‌لرزه‌ها نیز می‌توانند از زمین‌لرزهٔ اصلی مخرب‌تر ظاهر شوند و خسارات مالی و جانی بیشتری را وارد نمایند. یکی از روش‌هایی که قادر است پس‌لرزه‌های احتمالی زمین‌لرزه‌های بزرگ را از طریق تأثیرپذیری گسل‌های پیرامون پیش‌بینی نماید، روش انتقال تنش کولمب است. این روش اوّل‌بار در سال ۱۹۹۲ توسط استین و کینگ[1] در مورد زمین‌لرزه قدرتمند لندرز[2] با بزرگی ۷/۳ ریشتر که در همان سال در ایالت کالیفرنیا و به دلیل جنبانی بخشی از سامانهٔ گسلی سان‌آندریاس[3] رخ داد، مورد استفاده قرارگرفته است. در پژوهش مذکور روش مورد استفاده به‌خوبی توانست تا مکان رخداد زمین‌لرزه بیگ‌بیر[4] با بزرگی ٦/٥ ریشتر را که پس از حدود سه ساعت از زمین‌لرزه اصلی رخ‌داده است، مشخص کند. پس از آن به دلیل نتایج دقیق و منحصربفرد، این روش توسط محققان مختلفی مورد استفاده قرار گرفت. روش مورد نظر بر این اساس استوار است که حوادث مختلف در یک توالی لرزه‌ای، به‌گونه‌ای وابسته به هم در نظر گرفته می‌شوند (شولز[5]، ۱۹۹۰). به‌گونه‌ای که رخداد یک زمین‌لرزه موجب تغییر حالت تنش در مناطق پیرامونی آن می‌شود (جعفری حاجتی و آق‌آتابای، ۱۳۹۲). در این زمان در برخی از قسمت‌های پوستهٔ زمین میزان تنش از مقدار مقاومت برشی سنگ در امتداد گسل فزونی می‌یابد و درنتیجه سنگ‌های آن ناحیه تسلیم شده و انرژی تنجشی ذخیره شده در آن‌ها در زمانی نسبتاً کوتاه آزاد می‌شود. ازجمله تحقیقات انجام شده بر پایهٔ این روش می‌توان به مطالعات بوف[6] در سال ۲۰۰٦، در مورد زمین‌لرزه مرتبط با گسل دنالی[7] در آلاسکای ایالات متحده اشاره نمود. او در این مطالعه به این نتیجه رسید که وقوع یک زمین‌لرزهٔ بزرگ به واسطهٔ انتقال تنش و در پی آن تحریک تنش، می‌تواند باعث رُخداد زمین‌لرزه‌هایی با قدرت کمتر در نواحی مجاور گردد. همچنین در برخی دیگر از تحقیقات به مطالعهٔ برهمکنش میان زمین‌لرزه‌های بزرگ و آثار آن‌ها پرداخته شده است (استین و همکاران[8]، ۱۹۹۷). در ایران نیز به دلیل اهمیّت موضوع و قرار گرفتن این

1 Stein and King
2 Landers
3 San Andreas Fault System
4 Big Bear
5 Schölz
6 Bufe
7 Denali fault
8 Stein et al.

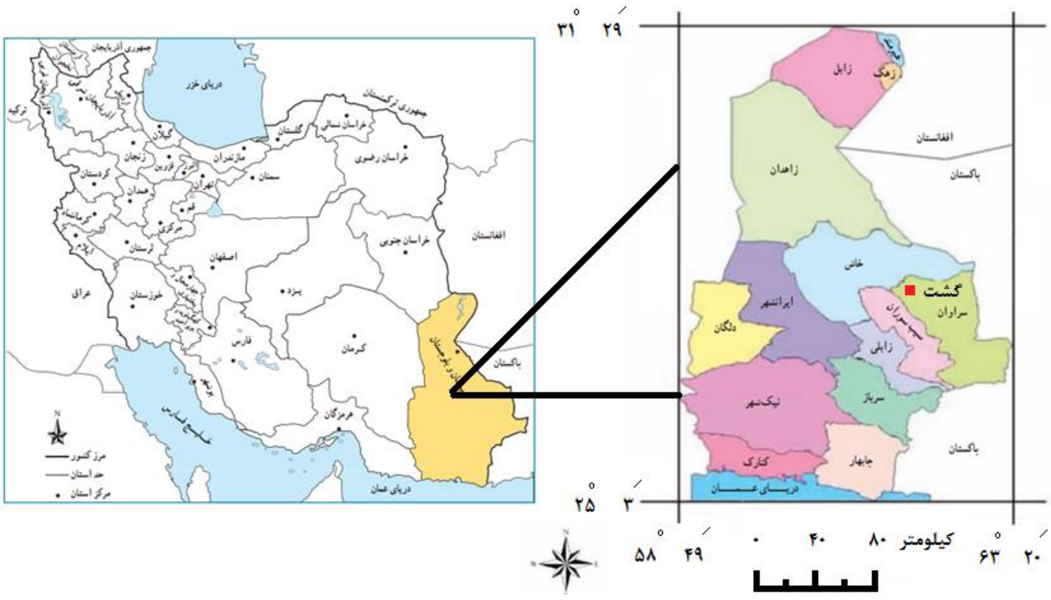
کشور در کمربند لرزه‌خیز آلپ– هیمالیا، با بهره از این روش مطالعات چندی بر روی زمین‌لرزه‌های بزرگ و پراکنش مکانی پس‌لرزه‌ها انجام شده است. جعفری حاجتی و آق‌آتابای در سال ۱۳۹۱ برای مطالعه توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سیلاخور در استان لرستان از این روش استفاده نموده‌اند. همچنین آن‌ها در سال ۹۱ از این روش برای مطالعه توالی پس‌لرزه‌ای زمین‌لرزه قشم در جنوب ایران استفاده نمود (جعفری حاجتی و آق‌آتابای، ۱۳۹۱). در این میان مهم‌ترین مطالعه‌ای که در خصوص ارتباط بین زمین‌لرزهٔ اصلی و توالی پس‌لرزه‌ای[1] در ایران انجام‌شده مربوط زمین‌لرزه سال ۱۳٦۹ رودبار – منجیل است که توسط سرکاری‌نژاد و انصاری[2] در سال ۲۰۱٤ انجام شد. هر چند تاکنون مطالعات قابل توجهی در این زمینه در ایران لرزه‌خیز انجام شده است، امّا بسیاری از زمین‌لرزه‌های مهم ایران، علی‌رغم اهمیّت تا به‌حال از این منظر مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند. از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به زمین‌لرزه‌ای ۲۷ فروردین ۱۳۹۲ گُشت با بزرگی ۷/۷ ریشتر اشاره نمود که قسمت‌های قابل توجهی از جنوب شرقی ایران را لرزاند. رومرکز[3] این رُخداد با عرض °۲۷/۸۸ شمالی و طول °٦۲/۰۳ شرقی، در استان سیستان و بلوچستان، در فاصله حدود ٦۵ کیلومتری شمال سراوان و ۱۵ کیلومتری شمال شرقی شهر گُشت واقع شده است. با توجه به عمق کانونی زیاد (حدود ۷۰ کیلومتر)، این زمین‌لرزه در فواصل نسبتاً دور از رومرکز زمین‌لرزه مانند هند و کشورهای عربی حاشیهٔ جنوبی خلیج فارس به‌خوبی حس شده است (سلیمانی آزاد و همکاران، ۱۳۹۲). از آنجایی‌که این زمین‌لرزه در منطقه‌ای با تراکم جمعیّتی اندک رُخ داد، لذا خسارات جانی و مالی آن به نسبت کم بود. بیشتر جان‌باختگان این رویداد مربوط به مناطقی از کشور پاکستان بودند که در نزدیکی گسل سراوان ساکن بوده‌اند (زارع و همکاران[4]، ۲۰۱۳). کانون عمقی این زمین‌لرزه در زیر سامانهٔ گسلی سراوان واقع شده است (سلیمانی آزاد و همکاران، ۱۳۹۲). سامانهٔ گسلی مذکور یکی از گسل‌های بنیادین، بزرگ و لرزه‌خیز ایران است و در طول تاریخ زلزله‌های متعددی در آن رخ‌داده و خسارات مالی و جانی زیادی به دنبال داشته است. بر اساس منابع مستند در ارتباط با رخداد زمین‌لرزه‌های گوناگون (تاریخی ۱۷٦۵ و ۱۸۵۱ میلادی و دستگاهی ۱۹٤۵ و ۱۹۸۳ میلادی)، می‌توان گسل سراوان را یکی از گسل‌های بسیار فعّال و لرزه‌زای جنوب شرقی ایران دانست. از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی در این محدوده، رخدادهای بزرگ، دوره بازگشت طولانی دارند. همچنین بر اساس حلّ صفحه کانونی زمین‌لرزه‌ها، می‌توان رخدادهای معکوس و امتدادلغز کم‌عمق و کششی عمیق را در آن تشخیص داد (سلیمانی آزاد و همکاران، ۱۳۹۲). وقوع زمین‌لرزه‌های قوی با سازوکار عادی در اعماق زیاد این منطقه در ارتباط با فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی صفحهٔ عربی به زیر سنگ‌کرهٔ قارّه‌ای اوراسیا می‌باشد (زارع و همکاران، ۲۰۱۳). به دلیل اهمیّت و نقش این فرورانش در زمین‌لرزه‌های ایران برخی از زمین‌لرزه‌های این منطقه از جمله زمین‌لرزهٔ گُشت از جهات مختلف مورد مطالعه قرار

1 aftershock sequence
2 Sarkarinejad and Ansari
3 epicenter
4 Zare et al.

گرفته امّا تا به‌حال این زمین‌لرزه از این منظر مورد مطالعه قرار نگرفته است. در این مقاله سعی بر این است تا با روش‌های کمّی انتقال تنش کولمب[1] حاصل از زمین‌لرزهٔ گُشت و رابطهٔ آن با توزیع پس‌لرزه‌ها و همچنین تأثیر آن بر سامانهٔ گسلی سراوان پرداخته شود تا از نتایج آن در خصوص پیش‌بینی محل وقوع پس‌لرزه‌ها استفاده گردد.

۲. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق ایران، استان سیستان و بلوچستان، شهرستان سراوان و دهستان گُشت واقع‌شده است. این منطقه از سمت شرق و جنوب شرقی به شهرستان سراوان و از سمت شمال و شمال غربی به شهرستان خاش و از غرب به شهرستان ایرانشهر محدود می‌گردد. ازنظر مختصات جغرافیایی، بین عرض‌های ′۴۷ °۲۷ تا ′۲۰ °۲۸ شمالی و طول‌های ′۵۷ °٦۱ تا ′۳۹ °٦۲ شرقی واقع شده است (شکل ۱). ارتفاع آن از سطح دریا ۱٤۵۰ متر است. راه دسترسی منطقه جاده خاش به سراوان می‌باشد که از این شهر عبور می‌کند.



شکل ۱. موقعیّت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در ایران و استان سیستان و بلوچستان

پهنهٔ زمین‌ساختی مکران در جنوب ایران مشتمل بر سواحل شمالی دریای عمان است که از غرب به گسل‌های زندان – میناب و از شرق به گسل‌های اورناچ‌نال – چمن و کمربند افیولیتی در کشور پاکستان محدود می‌شود (فاضل ولی‌پور و قیطانچی، ۱۳۸٤) و (کهکی و خطیب، ۱۳۸٦). از دیدگاه زمین‌ساختی، ناحیهٔ مکران یکی از فعّال‌ترین بخش‌های کوهزایی آلپ– هیمالیا است. فرورانش فعّال مکران به‌عنوان بخشی از روند همگرایی رو به

1 Coulomb Stress Transfer

شمال صفحهٔ عربی نسبت به خرد قارّهٔ ایران، موجب اعمال تنش‌های فشارشی با راستای شمالی- جنوبی بر این پهنهٔ تکتونیکی می‌شود. در اثر چنین تنش‌هایی، خرده ورقه‌های پوستهٔ این ناحیه به‌واسطهٔ گسلش‌های معکوس و چین‌خوردگی‌های مداوم دچار کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی شده‌اند. با توجه به رفتار و سرعت امواج لرزه‌ای، می‌توان پی‌سنگ این ناحیه را به ستبرای ۷ کیلومتر از نوع پوستهٔ اقیانوسی دانست که توسط رسوبات فلیش‌گونه و شبه مولاس به ضخامت حدود ۱۰ کیلومتر پوشیده شده است (علی‌بابایی و عرقشی، ۱۳۸٦). به سمت شمال بر سن پوشش رسوبی مذکور افزوده می‌شود که می‌توان علّت آن را فرورانش به سمت شمال پوسته اقیانوسی دریای عمان به زیر مکران و رانده شدن رسوبات قارّه‌ای و ایجاد گُوه‌های برافزایشی[1] دانست (فرهودی و کاریگ[2]، ۱۹۷۷) و (لیپچون[3]، ۱۹٦۸). منشور برافزایشی[4] مکران در تمامی پهنای ٤۰۰ کیلومتری شمالی-جنوبی خود از پشته‌های رسوبی فلسی شده تشکیل‌شده است (حسینی‌برزی و تالبوت[5]، ۲۰۰۳). آنچه این ناحیه را از دیگر حاشیه‌های فعال قارّه‌ای و نواحی برافزایشی مکران متمایز می‌کند، شیب بسیار کم فرورانش در آن است (وایت و کلیتگورد[6]، ۱۹۷٦). می‌توان پهنای نسبتاً زیاد این ناحیه و فاصلهٔ نسبتاً زیاد گودال و قوس آتش‌فشانی بزمان- تفتان- سلطان (بیش از ۵۰۰ کیلومتر) را در ارتباط با شیب نسبتاً کم این فرورانش دانست (مریدی فریمانی[7]، ۲۰۱۱). از آنجاکه در این منطقه فرورانش از کرتاسهٔ پسین آغاز شده است (اشتوکلین[8]، ۱۹٦۸) و هم‌اکنون نیز ادامه دارد، لذا می‌توان آن را از نظر لرزه‌ای یکی از مناطق بسیار فعّال ایران دانست. فاضل ولی‌پور و قیطانچی (۱۳۸٤) در مطالعه‌ای اظهار نموده‌اند که از جنوب (ساحل دریای عمان) به سمت شمال (کمان آتش‌فشانی) بر عمق فعالیّت‌های لرزه‌ای منطقه افزوده می‌شود. در قسمت‌های کم‌عمق دریای عمان و نواحی نزدیک به ساحل ایران و پاکستان رخدادهای لرزه‌ای کم‌عمق بوده و در فاصلهٔ حدود ۱۷۰ کیلومتری ساحل مکران به‌تدریج بر عمق زمین‌لرزه‌های آن افزوده می‌شود، به‌گونه‌ای که در قسمت‌های جنوبی قوس آتش‌فشانی عمق فعالیّت‌های زمین‌لرزه‌ای به ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر نیز می‌رسد. بیشتر فعالیّت‌های لرزه‌ای این محدوده را می‌توان مرتبط با گسل‌های تراستی دانست که عمدتاً در عمق‌های کم تا میانی رخ می‌دهند به‌گونه‌ای که بسیاری از آن‌ها مربوط به قسمت‌های شرقی این پهنه (مکرانِ پاکستان) هستند (بایرن و همکاران[9]، ۱۹۹۲). نکته جالب‌توجه این است که اکثر زمین‌لرزه‌های عمیق (اکثراً با سازوکار عادی) دارای بزرگی نسبتاً بالایی بوده و عموماً پس از این رخدادهای بزرگ، شاهد زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر با عمق کانونی کمتر هستیم

1 accretionary wedges
2 Farhoudi and Karig
3 Lepichon
4 accretionary prism
5 Hosseini-Barzi and Talbot
6 White and Klitgord
7 Moridi-Farimani
8 Stöcklin
9 Byrne et al.

(کهکی و خطیب، ۱۳۸۶). ضخامت سنگ‌کره در این ناحیه حدود ۳۵ کیلومتر برآورد شده است (زمانی و همکاران[1]، ۲۰۱۴) از این‌رو رخداد زمین‌لرزه‌های تا عمق حدود ۳۵ کیلومتر را می‌توان در ارتباط با فعالیّت سامانه‌های گسلی سنگ‌کره‌ای دانست، درحالی‌که زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر در ارتباط با تیغهٔ فرورونده و ناحیه بنیوف[2] هستند. رُخداد زمین‌لرزه‌های عمیق که عموماً دارای بزرگی قابل‌توجهی هستند، می‌توانند باعث تحریک سامانه‌های گسلی در سنگ‌کرهٔ فوقانی و به تبع آن زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی کمتر شود. سامانهٔ گسلی سراوان را می‌توان به‌عنوان یکی از مهم‌ترین سامانه‌های گسلی فعّال جنوب شرقی ایران دانست. این سامانه علاوه بر گسل معکوس مورّب‌لغز سراوان با شیب رو به شمال شرق و طول حدود ۲۷۵ کیلومتر و روند کلی شمال غرب– جنوب شرق، شامل سری گسل‌های امتدادلغز عرضی با روند شمالی و جنوبی نیز می‌باشد (شکل ۲ و ۳) (مریدی فریمانی و دهقانی، ۱۳۹۳: موسوی، ۱۳۹۰). با توجه به اینکه مؤلفهٔ امتدادی گسل سراوان به‌وضوح قابل رؤیت است و گاهی هیچ‌گونه نشانه‌ای از مؤلفه شیب‌لغز آن وجود ندارد، لذا برخی از محققین آن را به‌عنوان گسل امتدادلغز راست‌گرد در نظر گرفته‌اند. گسل‌های عرضی با شیب نزدیک به قائم و جابجایی راستالغز راست‌بر باعث جابجایی گسل سراوان و آبرفت‌های کواترنری شده‌اند و از این لحاظ می‌توان فعالیّت گسل‌های عرضی را نسبت به گسل سراوان جدیدتر دانست. از مهم‌ترین این گسل‌های عرضی می‌توان به گسل گُشت اشاره نمود (مریدی فریمانی و دهقانی، ۱۳۹۳). پیش‌تر موسوی (۱۳۹۰) به جابجایی گسل‌های معکوس توسط دسته گسل‌های راستالغز راست‌بر (گسل‌های امتدادلغز با مؤلفهٔ برشی راست‌گرد) جوان‌تر با راستای عمومی شمالی–جنوبی اشاره‌کرده است.

۳. مواد و روش‌ها

تنش آزاد شده در طی یک زمین‌لرزه می‌تواند باعث تحریک گسل‌های مجاور شود (استین، ۲۰۰۳). ازاین‌رو محاسبه و سنجش تغییرات تنش مرتبط با یک زمین‌لرزه می‌تواند نقش بسیار مهمی در مدل‌های پیش‌یابی زمین‌لرزه داشته باشد (پارسونز و همکاران[3]، ۲۰۱۲)، (بارکا و همکاران[4]، ۱۹۹۹) و (استین و همکاران، ۱۹۹۷). مدل انتقال تنش کولمب، به بررسی تغییرات تنش ناشی از یک رُخداد لرزه‌ای در محیط پیرامون آن می‌پردازد (کینگ و همکاران، ۱۹۹٤). بر پایهٔ نظریهٔ انتقال تنش، حوادث مختلف در یک توالی لرزه‌ای، به‌گونه‌ای وابسته به هم در نظر گرفته می‌شوند (شولز، ۱۹۹۰). رخداد یک زمین‌لرزه موجب تغییر حالت تنش در مناطق پیرامونی گسیختگی می‌شود (جعفری حاجتی و آق‌آتابای، ۱۳۹۲). با توجه به اینکه حالت تنش از مهم‌ترین کنترل‌کننده‌های گسیختگی یک گسل و وقوع زمین‌لرزه است (شولز، ۱۹۹۰) لذا مطالعه تغییر حالت تنش در اثر رخداد یک زمین‌لرزه می‌تواند برای

1 Zamani et al.
2 Benioff zone
3 Parsons et al.
4 Barka et al.

پیش‌یابی حوادث آتی مؤثر باشد. بر پایهٔ معیار گسیختگی کولمب، زمین‌لرزه زمانی رخ می‌دهد که تنش برشی پوستهٔ زمین از مقدار مقاومت برشی سنگ در امتداد گسل فراتر رود. در این زمان سنگ تسلیم‌شده و انرژی تنجشی ذخیره شده در زمانی نسبتاً کوتاهی آزاد می‌شود (جعفری حاجتی و آق‌آتابای، ۱۳۹۲). رابطهٔ ۱ بیانگر معیار گسیختگی کولمب می‌باشد (کینگ و همکاران، ۱۹۹٤).

رابطه (۱)

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - p)$$

که در این رابطه σ_f تنش گسیختگی در سطح گسل، τ_β تنش برشی، σ_β تنش نرمال، p فشار منفذی و μ ضریب اصطکاک سطح گسل می‌باشد.

بلر[1] (۲۰۰۰) نشان داد که هرگونه تغییر در میزان فشار منفذی ناشی از تغییر تنش می‌تواند متناسب با تغییر تنش نرمال در سطح گسل باشد. درنهایت تمامی تغییرات مذکور ضریب اصطکاک سطح گسل را متأثر ساخته و می‌توان تمام آن‌ها را به گونهٔ متّحد در ضریب اصطکاک مؤثر (μ') مستتر ساخت. این موضوع در رابطهٔ (۲) نشان داده‌شده است:

رابطه (۲)

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_\beta - \mu'(\Delta\sigma_\beta)$$

با استفاده از رابطهٔ (۲) می‌توان تغییرات تنش کولمب را در سطح یک گسل به‌طور مستقل از میدان تنش ناحیه‌ای و تنها با استفاده از هندسهٔ گسل، جهت لغزش و ضریب اصطکاک مؤثر به دست آورد. در رابطهٔ (۳) ضریب اصطکاک مؤثر نشان داده‌شده است:

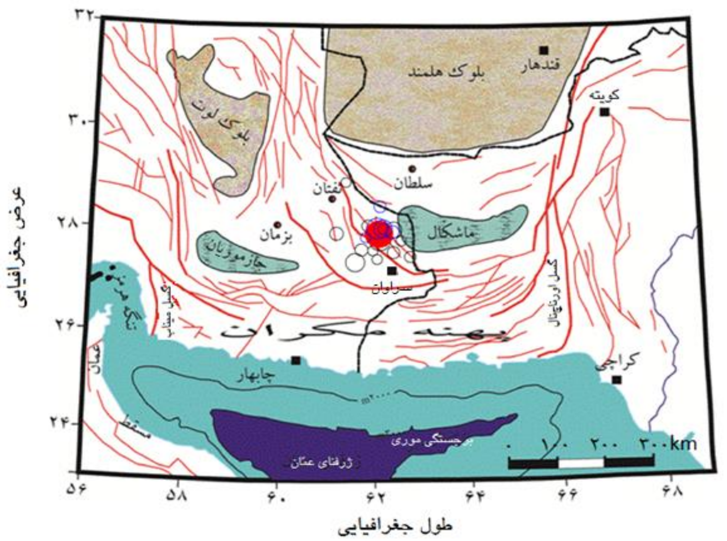
رابطه (۳)

$$\mu' = \mu(1 - B)$$

در این رابطه B را ضریب اسکمپتون[2] می‌نامند و مقدار آن از صفر تا یک متغییر است (راست‌بود، ۱۳۹۳). این مدل به‌خوبی نشان داده است که بیشینهٔ فعالیّت‌های پس‌لرزه‌ای مرتبط با یک رُخداد زمین‌لرزهٔ نسبتاً بزرگ در نواحی با افزایش تنش کولمب ($+\Delta\sigma_f$) ناشی از آن، اتفاق می‌افتد. این در حالی است که نواحی با کاهش تنش کولمب ($-\Delta\sigma_f$)، مواجه با کاهش آهنگ لرزه‌خیزی هستند (جعفری حاجتی و آق‌آتابای، ۱۳۹۲؛ تودا و استین[3]، ۲۰۰۳). باگذشت زمان نرخ لرزه‌خیزی این مناطق به مقدار پیش از رخداد اصلی (لرزه‌خیزی پس‌زمینه) خواهد رسید (دیتریک

1 Beeler
2 Skempton's coefficient
3 Toda and Stain

و کیلگوره[1]، ۱۹۹٤). توجه به این نکته ضروری است که انتقال تـنش کولمـب خـود نمی‌توانـد مسـبّب رخـداد یـک زمین‌لرزه شود، بلکه فقط باعث تسریع یا تعویق در وقوع آن می‌شود.



شکل ۲. نقشهٔ گسل‌های پهنهٔ مکران. زمین‌لرزهٔ سراوان با دایرهٔ قرمز تو پر مشخص‌شده است. سکانس پس‌لرزه‌ای با دایره‌های آبی و زمین‌لرزه‌های پیش از آن با دایره‌های سیاه مشخص‌شده‌اند. اندازهٔ دوایر متناسب با بزرگی زلزله مربوطه است (ژاکوب و کویت‌مایر[2]، ۱۹۷۹).

جدول ۱. مشخصات زمین‌لرزه‌های رخ‌داده با $(M_L \geq M_C)$ از فروردین ۱۳۵۲ تا فروردین ۱۳۹۲ در منطقه موردمطالعه

ردیف	تاریخ	زمان (محلی)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (کیلومتر)	بزرگی	مرجع
۱	۱۳۵۲/۰۱/۱۳	۰٤:۵۷:۱٤	۲۷/۵۷	٦۱/٦۷	۵۸	٤/۸ Ms	ISC
۲	۱۳۵۳/۰٦/۱۳	۱۰:۱۳:۳۱	۲۷/۳۸	٦۲/۰۰	–	٤/۳ Ms	ISC
۳	۱۳۵۳/۰۸/۲٤	۲۱:۰۷:٤۷	۲۷/۷٤	٦۲/۵۰	۷۵	٤/۳ Ms	ISC
٤	۱۳٦۲/۰۱/۰۵	۱٤:۱۰:۲۲	۲۷/۵۵	٦۱/۹۱	۳۳	٤/۳ Ms	ISC
۵	۱۳٦۲/۰۱/۲۹	۱٤:۲۸:۵۲	۲۷/۷۷	٦۲/۰۵	٦٤	٦/۷ Mw	ISC
٦	۱۳٦۲/۰۱/۳۰	۱۷:۳۱:۱۵	۲۷/۵۲	٦۲/۳٤	۵۰	٤/۸ Ms	ISC
۷	۱۳٦۲/۰۷/۱۷	۱۸:۵۵:۳٦	۲۸/۹۱	٦۱/۳۲	۱۵	٤/۳ Ms	ISC
۸	۱۳۷۳/۰٦/۱۷	۱۸:۰۳:۳۷	۲۸/۰۵	٦۱/۸۱	٦۰	٤/۸ Ms	ISC

1 Dieterick and Kilgore
2 Jacob and Quittmeyer

ادامه جدول ۱

ردیف	تاریخ	زمان (محلی)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (کیلومتر)	بزرگی	مرجع
۹	۱۳۸۱/۱۰/۲۴	۱۷:۴۳:۵۸	۲۷/۹۷	۶۲/۳۴	۵۵	۵/۶ Ms	ISC
۱۰	۱۳۸۳/۱۲/۲۳	۰۷:۰۱:۲۷	۲۷/۳۲	۶۱/۵۴	۵۵	۶/۲ ML	IIEES
۱۱	۱۳۸۸/۰۲/۱۰	۱۴:۳۴:۲۹	۲۷/۸۹	۶۱/۱۵	۴۲	۵/۰ ML	IIEES
۱۲	۱۳۸۹/۰۴/۲۸	۲۲:۱۵:۴۵	۲۷/۴۳	۶۲/۶۹	۴۶	۴/۶ ML	IIEES
۱۳	۱۳۹۲/۰۱/۲۷	۱۵:۱۴:۱۸	۲۷/۸۸	۶۲/۰۳	۷۰	۷/۷ Ms	IIEES
۱۴	۱۳۹۲/۰۱/۲۷	۱۸:۲۴:۰۲	۲۷/۹۸	۶۲/۱۲	۱۰۲	۴/۴ ML	IIEES
۱۵	۱۳۹۲/۰۱/۲۷	۰۱:۱۳:۱۹	۲۷/۸۱	۶۱/۷۶	۴۶	۴/۳ ML	IIEES
۱۶	۱۳۹۲/۰۱/۲۸	۰۷:۴۵:۵۲	۲۸/۰۰	۶۲/۰۰	۳۲	۵/۷ ML	IIEES
۱۷	۱۳۹۲/۰۱/۲۸	۰۹:۲۳:۲۷	۲۸/۰۰	۶۲/۱۱	۹۸	۵/۳ ML	IIEES
۱۸	۱۳۹۲/۰۱/۳۱	۲۰:۰۷:۱۴	۲۷/۹۲	۶۲/۳۱	۱۵	۴/۷ ML	IIEES
۱۹	۱۳۹۲/۰۲/۱۰	۱۹:۳۵:۲۶	۲۸/۴۳	۶۲/۰۶	۷۹	۴/۵ ML	IIEES

برای انجام این تحقیق پس از مشخص شدن منطقهٔ موردمطالعه و انجام مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی روش‌های مرتبط با موضوع موردنظر، برای رسیدن به هدف تحقیق از کاتالوگ زمین‌لرزهٔ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES)[1] استفاده شد. به این منظور داده‌های موجود در بانک اطّلاعاتی مذکور بین طول‌های °۶۳ – °۶۱ شرقی و عرض‌های جغرافیایی °۲۹ – °۲۷ شمالی در بازهٔ زمانی فروردین‌ماه ۱۳۵۲ تا فروردین‌ماه ۱۳۹۴ استخراج گردید. از آنجاکه شبکهٔ ملّی لرزه‌نگاری باند پَهن ایران از سال ۱۳۸۳ آغاز به کارکرده است، لذا رُخدادهای پیش از آن از داده‌های مرکز لرزه‌شناسی جهانی (ISC)[2] استخراج‌شده است. با توجه به اینکه بزرگی اعلام‌شده از سوی ISC بر پایهٔ امواج درونی و IIEES بر مبنای بزرگی محلّی است، بنابراین نیاز به همگن‌سازی داده‌های استخراج‌شده بود که برای این منظور از رابطهٔ ۴ استفاده‌شده است (میرزایی، ۱۳۸۱):

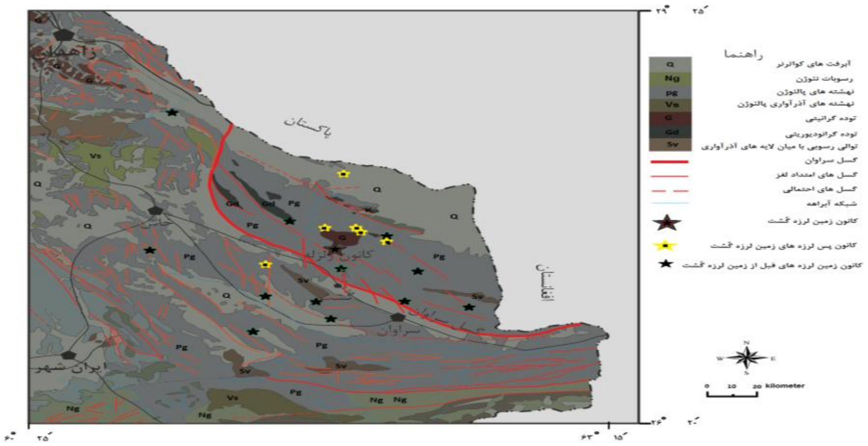
رابطه (۴)

$$M_s = 1.58m_b - 3.11$$

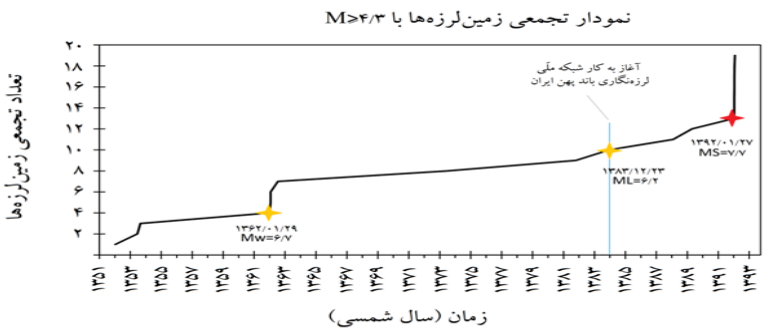
پس از همگن‌سازی، بر اساس قانون گوتنبرگ–ریشتر[3] و روش ارائه‌شده توسط ریزنبرگ[4] (۱۹۸۵)، بزرگی تکامل[5] با استفاده از نرم‌افزار ZMAP (ویمر[6]، ۲۰۰۱)، M_C = ۴/۳ محاسبه شد. به‌منظور ایجاد کاتالوگ کامل برای

1 International Institute of Earthquake Engineering and Seismology
2 International Seismological Center
3 Gutenberg–Richter law
4 Reasenberg
5 magnitude of completeness (M_C)
6 Wiemer

منطقه موردمطالعه، تمامی داده‌های کوچک‌تر از M_C حذف شدند. درنهایت تعداد ۱۹ رخداد زمین‌لـرزه در بـازهٔ زمـانی و مکانی ذکر شده باقی ماند. موقعیّت رومرکز این ۱۹ رخداد در شکل ۲ و ۳ نشـان داده شـده و مشخصـات آن‌هـا در جدول ۱ و منحنی تجمعی مربوطه به آن در شکل ٤ ارائه شده است.



شکل ۳. نقشهٔ زمین‌شناسی سامانهٔ گسلی سراوان، زمین‌لرزهٔ سراوان، توالی پس‌لرزه‌ای و زمین‌لرزه‌های پیش از زمین‌لرزه اصلی با توجه به جدول ۱



شکل ٤. نمودار تجمعی زمین‌لرزه‌های ارائه‌شده در جدول ۱. زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ٦ ریشتر با ستاره مشخص‌شده‌اند. ستارهٔ قرمز نشانگر زمین‌لرزهٔ سراوان است.

برای بررسی انتقال تنش هم‌لرزه‌ای ناشی از زمین‌لرزهٔ گُشت از روش تحلیلـی اُکـادا[1] (۱۹۹۲) و نرم‌افـزار کولمـب ۳/۳ بهره گرفته شـده اسـت. مطـابق روش مـذکور، نسـبت پواسـون ۰/۲۵ و مـدول[2] برشـی ۱۰۵ × ۳/۲ بـار در نظـر گرفته شده است (لین و استین[3]، ۲۰۰٤) و (تودا و استین[4]، ۲۰۰۵). اُکـادا در روش خـود زمـین را بـه گونـهٔ یـک نـیم

1 Okada
2 modul
3 Lin and Stain
4 Toda and Stain

فضای همگن و کشسان در نظر گرفته که گسل‌ها همانند ناپیوستگی‌های مستطیلی شکلی در درون آن قرارگرفته‌اند. برای محاسبه تغییرات تنش ایستا با در نظر گرفتن مفروضات فوق می‌بایستی پارامترهای گسیختگی و هندسهٔ گسل مرجع یا گسل مسبّب زمین‌لرزه، هندسهٔ گسل گیرنده یا گسلی که تنش ایجاد شده به‌واسطهٔ لغزش گسل مرجع بر روی آن قابل اندازه‌گیری باشد و همچنین ضریب اصطکاک سطح گسل مشخص باشد (جعفری حاجتی و آق‌آتابای، ۱۳۹۲). در این تحقیق از سازوکار کانونی ارائه شده توسط دانشگاه هاروارد[1] برای تعیین هندسهٔ گسل مرجع و زاویهٔ ریک[2] مربوطه استفاده شد. همان‌گونه که بیان گردید سامانهٔ گسلی سراوان مشتمل بر گسل مورّب لغز معکوس سراوان (گسل شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز) و گسل‌های عرضی امتدادلغز می‌باشد (مریدی فریمانی و دهقانی، ۱۳۹۳). از مهم‌ترین گسل‌های عرضی آن می‌توان به گسل گُشت اشاره نمود (شکل‌های ۲ و ۳). مقدار ضریب اصطکاک سطح گسل برای گسل‌های معکوس ۰/۸ و گسل‌های امتدادلغز ۰/٤ در نظر گرفته می‌شود (لین و استین، ۲۰۰٤) و (تودا و استین، ۲۰۰۵). با توجه به اینکه گسل سراوان دارای سازوکار ترافشارشی (معکوس با مؤلفهٔ امتدادلغز) است لذا در محاسبات انجام شده ضریب اصطکاک برای آن ۰/٦ در نظر گرفته شده است. برای گسل‌های عرضی (مانند گسل گُشت) با توجه به سازوکار امتدادلغز آن‌ها ضریب مذکور ۰/٤ منظور شده است. پارامترهای گسیختگی و هندسهٔ گسل‌های مرجع در جدول ۲ نشان داده شده است. با توجه به چینش زمین‌ساختی منطقه و ژرفای نسبتاً زیاد زمین‌لرزهٔ گُشت، امکان اندازه‌گیری طول گسیختگی گسل مرجع با بررسی‌های صحرایی وجود نداشته و لذا از روابط تجربی ارائه شده توسط ولز و کوپر اسمیت[3] (۱۹۹٤) برای تعیین آن استفاده شده است. همچنین بنابر دلایل ذکر شده و مشاهدات صحرایی اشاره شده در گزارش اولیه (زارع و همکاران، ۲۰۱۳) هر دو صفحه گرهی (جدول ۲) را می‌توان به‌عنوان گسل مسبّب زمین‌لرزه (گسل مرجع) دانست؛ بنابراین تغییرات تنش ایستای ناشی از این رخداد، برای هر دو صفحه به‌طور جداگانه محاسبه شده است.

٤. بحث و نتایج

همان‌گونه که پیش‌تر مطرح شد به‌واسطهٔ چینش زمین‌ساختی پهنهٔ مکران، زمین‌لرزه‌ها در دو گروه با عمق‌های متوسط (مرتبط با تیغهٔ فرورونده) و کم‌عمق (مرتبط با سنگ‌کرهٔ فوقانی) قرار می‌گیرند. از آنجاکه ضخامت سنگ‌کره در این ناحیه حدود ۳۵ کیلومتر برآورد شده است (زمانی و همکاران، ۲۰۱٤)، لذا می‌توان رخدادهای تا عمق حدود ۳۵ کیلومتر را به فعالیّت سامانه‌های گسلی سنگ‌کره‌ای (مانند گسل سراوان) نسبت داد. از این‌رو انتقال تنش ایستا ناشی از زمین‌لرزهٔ گُشت در دو حالت زیر بررسی می‌شود:

---

1 Centroid Moment Tensor (CMT)
2 Rake
3 Wells and Coppersmith

- تأثیر آن بر سامانهٔ گسلی سراوان (مشتمل بر گسل ترافشارشی سراوان و گسل‌های عرضی امتدادلغز) تا عمق نهایی ۳۵ کیلومتر
- تأثیر آن بر گسل‌های با جهت یافتگی بهینه[1] مرتبط با تیغهٔ فرورونده بین عمق‌های ۳۵ تا ۱۲۰ کیلومتری

با توجه به ابهام موجود در حلّ سازوکار کانونی برای تعیین گسل مسبّب زمین‌لرزه (کری و واین[2]، ۲۰۰۹) و همچنین عدم امکان بهره‌گیری از آثار روزمینی (مرتبط با زمین‌لرزه) برای تشخیص آن به سبب عمق کانونی نسبتاً زیاد، هر دو صفحهٔ گرهی (جدول ۲) را می‌توان به‌عنوان گسل مسبّب زمین‌لرزهٔ گُشت (گسل مرجع) در نظر گرفت. لذا انتقال تنش کولمب برای هر یک از صفحات گرهی مذکور به‌طور جداگانه محاسبه شده است.

جدول ۲: پارامترهای گسیختگی و هندسهٔ گسل‌های مرجع

طول گسیختگی[3] (km)	پهنای گسیختگی[3] (km)	دقت مکانی (km)[2]	عرض جغرافیایی[2] (درجه)	طول جغرافیایی[2] (درجه)	عمق[2] (km)	ریک[1] (درجه)	شیب[1] (درجه)	امتداد[1] (درجه)	صفحه گرهی
۱۵۲	۵۵	۷	۲۷/۸۸	٦۲/۰۳	۷۰	−۰۷۲	۳۵	۰۸۰	۱
						−۱۰۲	٥٦	۲۳۸	۲

۱. برگرفته از فهرست‌نامهٔ CMT هاروارد

۲. برگرفته از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES)

۳. محاسبه شده از رابطهٔ تجربی ارائه شده توسط ولز و کوپراسمیت (**۱۹۹٤**)

همان‌گونه که اشاره شد ازنظر مکانی رُخداد فعالیت‌های پس‌لرزه‌ای مطابق با نواحی همراه با افزایش تنش ایستا است. لذا مدلی که بیشترین انطباق را با توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها داشته باشد، مناسب‌تر خواهند بود. توالی پس‌لرزه‌ای زمین‌لرزه گُشت مشتمل بر ٦ رخداد با بزرگی بیش از MC = ٤/۳ است که از این میان چهار مورد آن‌ها عمق کانونی بیش از ۳۵ کیلومتر و دو مورد عمق کانونی کمتر از ۳۵ کیلومتر را دارا می‌باشند (جدول ۱). البته زمین‌لرزهٔ شماره ۱۵ در جدول مربوطه با عمق کانونی ٤٦ کیلومتر را با توجه به خطای در تعیین عمق آن (حدود ±۱۲/۳ کیلومتر بر اساس گزارش IIEES) می‌توان جزو زمین‌لرزه‌های کم‌عمق نیز دانست. رُخدادهای با عمق کانونی بیش از ۳۵ کیلومتر در ارتباط با فعالیت تیغهٔ فرورونده و رُخدادهای با عمق کانونی کمتر مرتبط با فعالیت سامانهٔ گسلی سراوان هستند.

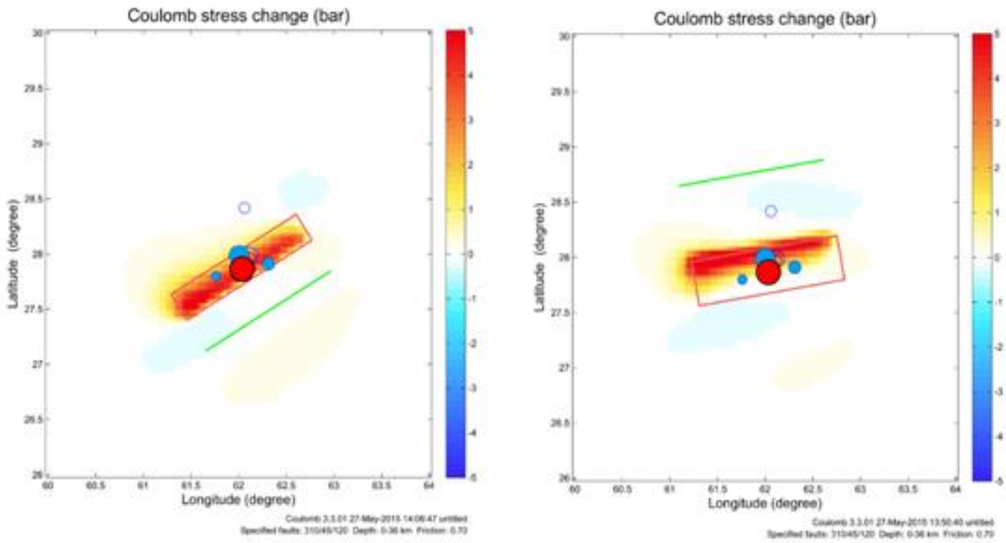
الف- میزان تأثیرپذیری سامانهٔ گسلی سراوان

در شکل ۵ نتایج حاصل از تغییر تنش ایستا ناشی از زمین‌لرزهٔ گُشت بر روی گسل گیرنده با سازوکار گسل ترافشارشی سراوان نشان داده شده است. برای این مدل‌سازی هندسهٔ گسل گیرنده بر مبنای تعریف **آکی و**

---

1 optimally oriented normal faults
2 Kearey and Vine

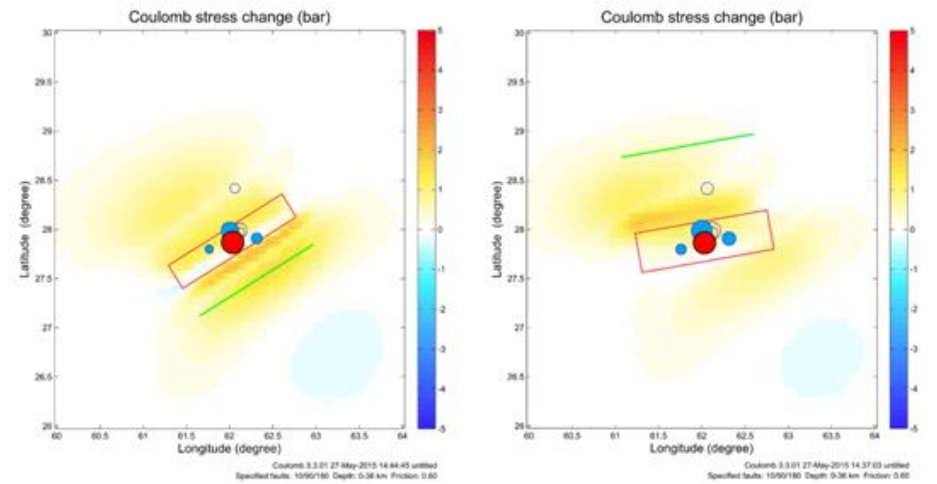
ریچاردز[1] **(۱۹۸۰)** به‌صورت ۳۱۰/۴۵/۱۲۰ در نظر گرفته شده است. شکل ۵ الف و ۵ ب نشـانگر نتـایج میـزان تـأثیر سامانۀ گسل سراوان می‌باشد. با در نظر گرفتن گسل مرجع به ترتیب با هندسۀ صـفحۀ گرهـی اوّل و دوّم (جـدول ۲) هستند. در شکل ٦ نتایج مربوط به گسل گیرنده با سازوکار گسل‌های عرضـی امتـدادلغز (ماننـد گسـل گُشـت) نشـان داده‌شده است. برای این منظور هندسۀ گسل گیرنده به‌صورت ۰۱۰/۹۰/۱۸۰ (مریدی فریمانی و دهقـانی، ۱۳۹۳؛ آکـی و ریچاردز، ۱۹۸۰) در نظر گرفته‌شده است. گسل مرجع در شکل ٦ الف با هندسۀ صـفحۀ گرهـی اوّل و در شـکل ٦ ب با هندسۀ صفحۀ گرهی دوّم در نظر گرفته‌شده است.



(ب) (الف)

شکل ۵- تغییر تنش ایستا ناشی از زمین‌لرزۀ گُشت برحسب بار با فرض گسل گیرنده با هندسۀگسل ترافشارشی سراوان. الف و ب، با فرض صفحۀ گرهی به ترتیب اوّل و دوّم (جدول ۲) به‌عنوان گسل مسبّب زمین‌لرزه. دایرۀ قرمز موقعیت رومرکز رویداد اصلی و به ترتیب دوایر آبی و توخالی موقعیت رومرکز پس‌لرزه‌های کم‌عمق (کمتر از ۳۵ کیلومتر) و عمیق (بیش از ۳۵ کیلومتر) را نشان می‌دهند. خط سبز نشانگر خط اثر فرضی گسل مسبّب زمین‌لرزه با سطح زمین است. چهارگوش قرمز تصویر سطح گسل را بر روی سطح افق نشان می‌دهد. رنگ‌های گرم و سرد به ترتیب نشان‌دهنده مناطق با افزایش و کاهش تنش کولمب هستند.

1 Aki and Richards



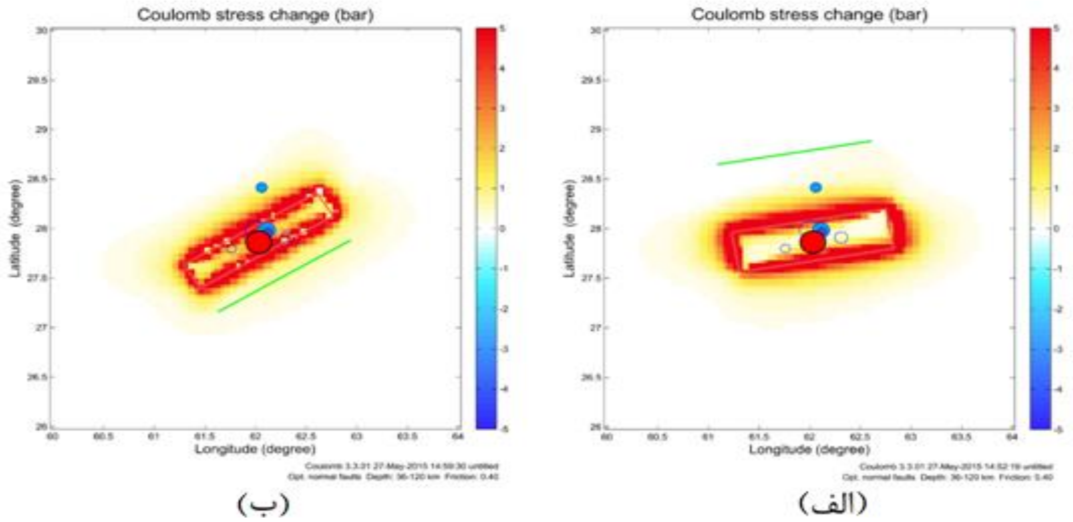
(ب) (الف)

شکل ٦- تغییر تنش ایستا ناشی از زمین‌لرزه گُشت برحسب بار با فرض گسل گیرنده با هندسهٔ گسل‌های عرضی امتدادلغز. الف و ب، با فرض صفحه گرهی به ترتیب اوّل و دوّم (جدول ۲) به‌عنوان گسل مسبّب زمین‌لرزه. دایره قرمز موقعیّت رومرکز رویداد اصلی و دوایر آبی موقعیّت رومرکز پس‌لرزه‌های کم‌عمق و عمیق را نشان می‌دهند. خط سبز نشانگر اثر فرضی گسل مسبّب زمین‌لرزه با سطح و چهارگوش قرمز سطح گسل را بر روی سطح افق نشان می‌دهد. رنگ‌های گرم و سرد نشان‌دهنده مناطق با افزایش و کاهش تنش کولمب هستند.

این نتایج به‌وضوح مؤید انتقال قابل‌توجه تنش کولمب با در نظر گرفتن گسل گیرنده با سازوکار ترافشارشی (گسل سراوان) است. در مورد گسل گیرنده با هندسهٔ گسل‌های امتدادلغز میزان تغییرات تنش ایستا بسیار کمتر از حالت گسل گیرنده با هندسه ترافشارشی است. توجه به این موضوع مهم است که موقعیّت سه رخداد پس‌لرزه‌ای با عمق کانونی کم (ردیف‌های ۱۵، ١٦ و ۱۸ در جدول ۱) در مدل گسل مرجع با هندسهٔ صفحهٔ گرهی دوّم و گسل گیرنده با هندسهٔ گسل سراوان انطباق مناسبی با نواحی افزایش تنش هم‌لرزه‌ای دارند (شکل ٦- ب).

ب- تأثیرپذیری گسل‌های عادی مرتبط با تیغهٔ فرورونده

در شکل ۷ نتایج مربوط به تغییر تنش کولمب با در نظر گرفتن گسل گیرندهٔ عادی با جهت یافتگی بهینه برای اعماق بیش از ۳۵ کیلومتری نشان داده شده است. گسل مرجع در شکل ۷- الف با هندسهٔ صفحهٔ گرهی اوّل و در شکل ۷- ب با هندسهٔ صفحهٔ گرهی دوّم در نظر گرفته شده است. در این مورد نیز مدل گسل مرجع با هندسهٔ صفحهٔ گرهی دوّم (شکل ۷- ب) انطباق مناسبی رابین نواحی با افزایش تنش ایستا و موقعیت کانون سطحی سه رخداد پس‌لرزه‌ای عمیق (ردیف‌های ١٤، ۱۷ و ۱۹ در جدول ۱) نشان می‌دهد.



شکل ۷- تغییر تنش ایستا ناشی از زمین‌لرزهٔ گُشت برحسب بار، با در نظر گرفتن گسل گیرندهٔ نرمال و با جهت یافتگی بهینه. الف و ب، با فرض صفحهٔ گرهی به ترتیب اوّل و دوّم (جدول ۲) به‌عنوان گسل مسبّب زمین‌لرزه. دایره قرمز موقعیّت رومرکز رویداد اصلی و دوایر آبی و توخالی موقعیّت رومرکز پس‌لرزه‌های عمیق و کم‌عمق را نشان می‌دهند. لازم به ذکر است کانون سطحی دو رخداد پس‌لرزه‌ای (ردیف‌های ۱٤ و ۱۷) بر هم منطبق شده‌اند. خط سبز نشانگر اثر فرضی گسل مسبّب زمین‌لرزه با سطح زمین است. چهارگوش قرمز تصویر سطح گسل را بر روی سطح افق نشان می‌دهد. رنگ‌های گرم و سرد نشان‌دهندهٔ مناطق با افزایش و کاهش تنش کولمب هستند.

۵. نتیجه‌گیری

نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش نشانگر تأثیر زمین‌لرزهٔ گُشت بر سامانهٔ گسلی سراوان است. این تـأثیر در تمـامی قسمت‌ها و جنبه‌های مختلف این گسل جلوه یکنواختی نداشته است. وقوع سه پس‌لرزه با عمق کانونی کـم و انطبـاق کانون سطحی آن‌ها با مناطق افزایش تنش ایستا در مدل گسل مرجع با هندسهٔ صفحهٔ گرهی دوّم (جـدول ۲) و گسـل گیرنده با هندسهٔ ترافشارشی سراوان (شکل ٥–ب)، مؤید تأثیرپذیری این گسل از زمین‌لرزهٔ گُشت است. بـا توجـه بـه مقادیر نسبتاً کم تغییر تنش کولمب در مدل گسل گیرنده با هندسهٔ امتدادلغز (شکل ٦)، می‌تـوان چنـین اسـتنباط نمـود که گسل‌های عرضی سامانهٔ گسلی سراوان کمتر تحت تأثیر زمین‌لرزهٔ گُشت قرارگرفته‌اند. وقوع سه پس‌لـرزه دیگـر بـا عمق کانونی زیاد با مدل گسل مرجع با سازوکار صفحهٔ گرهی دوّم و گسـل گیرنـدهٔ عـادی بـا جهـت یـافتگی بهینـه (شکل ۷–ب) انطباق بهتری دارد. همچنین در این مطالعه مشخص شـد کـه صـفحهٔ گرهـی دوّم بـا مختصـات ۱۰۲– ۲۳۸/٥٦/ به‌عنوان گسل مسبّب زمین‌لرزه گُشت محتمل‌تر است. این در حالی است که تعیین گسـل مسـبّب زمین‌لـرزه به‌طورکلی با استفاده از حل سازوکار کانونی ممکن نبوده و به‌طور خاص نیـز بـه دلیـل عمـق کـانونی زیـاد زمین‌لـرزهٔ

گُشت و چینش زمین‌ساختی این ناحیه از شواهد روزمینی و مورفولوژیکی نمی‌توان بهره گرفت، بنابراین با برآورد انتقال تنش کولمب و الگوی توزیع مکانی رخدادهای پس‌لرزه‌ای توانسته‌ایم گسل مسبّب زمین‌لرزه را از میان صفحات گرهی تشخیص دهیم. نکته قابل‌توجه در این مورد این است که بر پایه نظریه آندرسون صفحهٔ گرهی دوّم می‌تواند همان گسل مسبّب زمین‌لرزه باشد. نکتهٔ بسیار مهم در این تحقیق این است که این مطالعه با داده‌های زمین‌لرزه‌ای موجود و در دسترس انجام‌شده است. بدیهی است در صورت وجود داده‌های دقیق و مناسب در بازه زمانی طولانی‌تر، امکان کسب نتایج بهتر نیز وجود خواهد داشت. شاید مهم‌ترین نقدی که می‌توان بر این مطالعه رواداشت، تعداد کم پس‌لرزه‌ها است. بدیهی است این تعداد کم به خاطر زیاد بودن مقدار بزرگی تکامل (M_C) و آن‌هم به دلیل عدم وجود داده‌های با دقّت زمانی و مکانی مناسب در این منطقه است.

کتابنامه

جعفری حاجتی، ف؛ آق‌آتابای، م؛ ۱۳۹۱. شناسایی مناطق مستعد خطر مرتبط با پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ مطالعه موردی: زمین‌لرزه سیلاخور، لرستان. *نشریه آمایش جغرافیایی فضا. شماره (٤)*. ص. ۱۱۳–۱۲۸.

جعفری حاجتی، ف؛ آق‌آتابای، م؛ ۱۳۹۱. مدل‌سازی تغییرات تنش کولمب و توزیع مکانی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه قشم، جنوب ایران. *شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران*. شهریور ۱۳۹۱. دانشگاه شیراز.

جعفری حاجتی، ف؛ آق‌آتابای، م؛ ۱۳۹۲. بررسی برهم‌کنش بین زوج زمین‌لرزه ۲۱ مرداد ۱۳۹۱ اهر–ورزقان و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها. *مجله ژئوفیزیک ایران. شماره (۳)۷*. ص. ۱۳–۲٤.

راست بود، الف؛ ۱۳۹۳. بررسی تأثیر احتمالی زمین‌لرزه‌های دوگانهٔ اهر–ورزقان در گسل شمال تبریز با برآورد تغییرات تنش کولمب. *شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران*. اردیبهشت ۱۳۹۳. دانشگاه تهران. ص. ۵۸۲–۵۸٦.

سلیمانی آزاد، موسوی، درزاده، دریجانی، محمدی گل، جرجندی، و بلورچی؛ ۱۳۹۲. *گزارش اولّیه زمین‌لرزه قدرتمند ۲۷ فروردین‌ماه ۱۳۹۲ شمال سراوان با بزرگی گشتاوری ۷/۸*. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

علی‌بابایی، ح.، و عرقشی، ح؛ ۱۳۸٦. مدل سه‌بعدی پی‌سنگ مکران. *بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین*. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی. ص. ۱۰٤–۱۰۹.

فاضل ولی‌پور، الف؛ قیطانچی، م. ر؛ ۱۳۸٤. بررسی سازوکار زمین‌لرزه‌ها با توجه به انرژی و گشتاور لرزه‌ای منطقه مکران. *نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران*. ۹–۸ شهریورماه ۱۳۸٤. دانشگاه تربیت‌معلم تهران. ص. ٤۵۱–٤۵۹.

کهکی، س. الف؛ خطیب، م. م؛ ۱۳۸٦. مقایسه و بررسی فعالیّت لرزه‌خیزی در مکران شرقی و غربی و رابطه آن با گسل‌های آشکار منطقه. *سومین همایش زمین‌شناسی کاربردی و محیط‌زیست*. ۱۵ اسفندماه ۱۳۸٦. دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر. ص. ۷–۱.

مریدی فریمانی، ع. الف؛ دهقانی، س؛ ۱۳۹۳. نقش گسل سراوان در تشکیل و توسعه حوضهٔ آبریز سراوان. *نشریه جغرافیا و توسعه. شماره ۳۵.* ص. ۱۹-۳۲.

موسوی، الف؛ ۱۳۹۰. شواهد ساختاری ترافشارش قاره‌ای در گستره بیرک (جنوب خاور ایران). *فصلنامه علوم زمین. شماره ۷۹.* ص. ۷۵-۸۲.

میرزایی، ن؛ ۱۳۸۱. *پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران.* تهران. دانش نگار.

Aki, K., & Richards, P. G., 1980. *Quantitative seismology, theory and methods.* San Francisco, Freeman.

Barka, A. A., Rockwell, T. K., Reilinger, R., & Imren, C., 1999. Kinematics of the central Marmara sea ridges. *EOS-Transactions-American Geophysical Union, 80(46),* 664.

Beeler, N. M., Simpson, R. W., Hickman, S. H., & Lockner, D.A., 2000. Pore fluid pressure, apparent friction, and coulomb failure. *Journal of Geophysical Research, 105(B11),* 25533-25542.

Bufe, C. G., 2006. Coulomb stress transfer and tectonic loading preceding the 2002 Denali fault earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America, 96(5)*, 1662-1674.

Byrne, D., Sykes, L., & Davis, D., 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research, 97(B1),* 449-478.

Dieterick, J. H., & Kilgore, B. D., 1994. Direct observation of frictional contacts; new insights for state-dependent properties. *Pure and Applied Geophysics, 143(1-3),* 283-302.

Farhoudi, G., & Karig, D. E., 1977) Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology, 5(11)*, 664-668.

Hosseini-Barzi, M., & Talbot, C. J., 2003. A tectonic pulse in the Makran accretionary prism recorded in Iranian coastal sediments. *Journal of the Geological Society, 160*, 903-910.

Jacob, K. H., & Quittmeyer, R. L., 1979. The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. In A. Farah & K. A. de Jong (Eds.), *Geodynamics of Pakistan* (pp. 305-317). Cincinnati, Geological Survey of Pakistan.

Kearey, P., & Vine, F., 2009. *Global Tectonics*. Singapore, Blackwell Science Ltd.

King, G., Stein, R., & Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of Seismology Society America, 84(3)*, 935-953.

Lepichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geology Research, 73(12)*, 3661-3697.

Lin, J., & Stein, R. S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research, 109,* B02303-1 - B02303-19.

Moridi-Farimani, A. A., 2011. Bibliographic description of researches on Makran geology, unbreakable link between Iran and Pakistan. *Journal of Subcontinent Research, 3(7),* 85-106.

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of Seismological Society of America,* 82, 1018-1040.

Parsons T., Ogata, Y., & Zhuang, J., 2012. Evaluation of static stress change forecasting with prospective and blind tests. *Geophysics of Journal International,* 188, 1425-1440.

Reasenberg, P., 1985. Second-order moment of Central California Seismicity. *Journal of Geophysical Research,* 90, 5479-5495.

Sarkarinejad, K. & Ansari.S., 2014. The coulomb stress changes and seismicity rate due to the 1990 M_W 7.3 Rudbar earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America, 104(6)*, 2943-2952.

Schölz, C. H., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge, Cambridge University Press.

Stein, R. S., & King G. C., 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas Fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake. *Science, 258*, 1328-1332.

Stein, R. S., 2003. Earthquake conversation. *Scientific American, 288(1)*, 72-79.

Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H., 1997. Progressive failure on the north Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7)*, 1229-1258.

Toda, S., & Stein, R. S., 2003. Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet; a demonstration of time-dependent stress transfer. *Journal of Geophysical Research, 108(12),* ESE-1 – ESE-7.

Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., & Bozkurt. S.B., 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquakes stress transfer. *Journal of Geophysical Research, 110*, 1-17.

Wells, D., & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America, 84(4)*, 974-1002.

White, R. S., & Klitgord, K., 1976. Sediment deformation and plate tectonics in the gulf of Oman. *Earth and Planetary Science Letters, 32(2)*, 199-209.

Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letter, 72(3),* 373-382.

Zamani, A., Samiee, J., & Kirby, J. F., 2014 . The effective elastic thickness of the lithosphere in the collision zone between Arabia and Eurasia in Iran. *Journal of Geodynamics, 81*, 30-40.

Zare. M., Ansari, A., Heydari, H., Shahvar, M.P. M., Daneshdust, M., Mahdian, M., Sinaiean, F., Farzanegan, E., & Mirzaei-Alavijeh, H., 2013. A reconnaissance report on two Iran, Makran earthquakes. A report by Brijhette Farmer (EERI).